干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

doi:10.12118/j.issn.1000-6060.2019.01.12

博斯腾湖流域潜在蒸散发时空演变及归因分析①

钟　巧[1,2]，　焦　黎[1]，　李　稚[2]，　焦　伟[2]，　陈亚宁[2]

（1　新疆师范大学地理科学与旅游学院，新疆　乌鲁木齐　830054；
2　中国科学院新疆生态与地理研究所，荒漠与绿洲生态国家重点实验室，新疆　乌鲁木齐　830011）

摘　要： 运用博斯腾湖流域1970—2014年的气象站点数据及Penman-Monteith公式计算潜在蒸散发(ET_0)，对比分析了流域山区和平原区ET_0的时空变化及对主要气象因子的不同影响。结果表明：(1)在年际尺度上，山区ET_0在1970—2000年整体呈波动下降的趋势($P<0.01$)，2000年开始，ET_0呈现略微上升的趋势；平原区ET_0在1970—1993年间以-77 mm·(10 a)$^{-1}$的速率呈减小的趋势($P<0.01$)，1993年之后逆转为以83.8 mm·(10 a)$^{-1}$的速率呈上升趋势($P<0.01$)，平原区的变化明显强于山区。(2)季节上呈现夏季为流域ET_0最高的季节，是年变化的主要贡献者；而变化趋势则表现为平原区春季和夏季ET_0大于山区，秋季和冬季略小于山区。(3)ET_0变化对净辐射和风速最为敏感，同时，山区净辐射和风速对ET_0变化的贡献率最大，平原区影响ET_0变化的主导因素是风速，风速对ET_0的贡献率均超过50%。

关 键 词： 博斯腾湖流域；潜在蒸散发；敏感性分析；贡献率
文章编号： 1000-6060(2019)01-0103-10(0103~0112)

水资源是人类生存和发展不可或缺的自然资源，目前水资源短缺的危机已成为全世界关注的热点问题之一。气候变化会影响流域或区域的水资源安全问题，而蒸散发既是水量平衡和地表热量的组成部分，又是影响水循环重要的因子[1-2]。因此，研究蒸散发对水资源的形成过程、变化规律和水资源评价等方面都有重要作用。用于表述蒸发变量的主要有水面蒸发，潜在蒸散发和实际蒸散发，水面蒸发即河流，湖泊，水库等裸露水体水量损失的主要组成部分[3]。而潜在蒸散发(ET_0)是参考作物蒸散发即供水充分情况下自由水面或下垫面有植被覆盖的区域的蒸散发能力，能够全面地反映出一个地区的蒸发能力而不是实际蒸散发量，它仅为实际蒸散量的理论上限值[4]。潜在蒸散发在作物需水量、水资源合理配置、气候干湿状况分析以及灌溉决策制定等方面研究均得到了广泛的应用[5]。目前使用最广泛的参考作物蒸散量估算模型是联合国粮农组织(FAO)推荐的彭曼蒙蒂斯(Penman-Monteith，P-M)模型，该模型在干旱或湿润地区都是公认的精度最高的方法之一[6]。

在全球气候变化的背景下，国内外学者的研究视角从最初的结合相关理论提出计算ET_0的方法，到探究一个流域或地区ET_0的时空分布，以期揭示水资源的循环利用状况，目前普遍关注影响ET_0的气象因子的问题。我国很多学者对全国或局部区域的ET_0研究表明：各区域ET_0呈上升的趋势[7-8]。不同区域的气候要素变化特征不同，对ET_0变化的贡献也不同，GONG等发现长江流域ET_0最为敏感的气象因子是相对湿度[9]；LI等研究分析在西北干旱区风速和气温日较差，对ET_0的影响程度明显高于其他因素，是与影响西北干旱区ET_0变化因素中关联性最强的因子[10]。然而当前，在新疆具有典型的山地—绿洲—荒漠下垫面条件的特殊内陆河流域——博斯腾湖流域，有关ET_0对主要气象因子的敏感性分析和主要气象因子对ET_0贡献率及时空变异规律的系统研究较少。博斯腾湖流域水资源供需矛盾日益突出等问题逐渐成为制约该区经济发展和

① **收稿日期：** 2018-04-01；　**修订日期：** 2018-08-08
基金项目： 新疆创新条件建设专项(2018D04026)；中国科学院"西部之光"人才培养引进计划(2015-XBQN-B-17)；中国科学院"率先行动"计划特色研究所服务项目(TSS-2015-014-FW-2-3)
作者简介： 钟巧(1991-)，女，硕士研究生，主要从事干旱区资源环境研究. E-mail：869740826@qq.com
通讯作者： 陈亚宁，博士，主要从事干旱区资源环境研究；E-mail：chenyn@ms.xjb.ac.cn

生态修复的重要因素[11]。作为塔里木河流域重要的源流之一,担当着向塔里木河下游生态输水的重要任务[12]。近年来,随着全球气候变暖和人类活动加剧,山区水文情势和平原区可用水量发生很大变化[13],分析该流域山区和平原区 ET_0 的时空分布及对气候变化的敏感性,探索气候变化对区域 ET_0 变化的影响机理,为该区的水资源配置和下游生态环境修复提供科学指导[14-16]。

本文根据博斯腾湖流域及周边 9 个气象站点 1970—2014 年共 45 a 的逐日气象数据,基于 Penman-Monteith 模型,分析了博斯腾湖流域潜在蒸散的时空变异规律和潜在蒸散量对风速,温度,相对湿度,日照时数等气象因子的敏感性,并定量分析了博斯腾湖流域气象因子对潜在蒸散的贡献率,深刻揭示各气象要素对潜在蒸散发的影响。

1 数据与方法

1.1 研究区概况

博斯腾湖流域地处 41°25′~43°34′N,82°57′~88°18′E 之间,位于新疆巴音郭楞蒙古自治州境内,流域面积约 4.33×10^4 km^2(图 1)。流域地形较复杂,地势总体特征是北高、南低,盆地、高山和峡谷交错分布。博斯腾湖流域地处西北干旱内陆地区属于温带大陆性干旱气候,整个流域干旱少雨,蒸发量大,年降水量仅为 47.7~68.1 mm,年最长无降水日数达到 158~190 d。年平均气温 8.2~11.5 ℃,极端最高气温 37.1~40.0 ℃,极端最低气温 -25.3~-31.6 ℃,年相对湿度大约为 45%~56%。流域西北部为巴音布鲁克草原,海拔在 2 400~4 500 m 之间,气候为高寒山区气候;东南部为焉耆盆地,海拔为 1 000~2 000 m 之间,气候为温带大陆性气候。相对而言流域内山区产流区雨水较多,平原区降水较少,蒸发量也存在一定的差异性。流域内我国最大的内陆淡水湖泊——博斯腾湖是开都河的尾闾湖和孔雀湖的源头,因此,研究区水资源的变化直接制约着当地生态系统的发展演变趋势[17-18]。

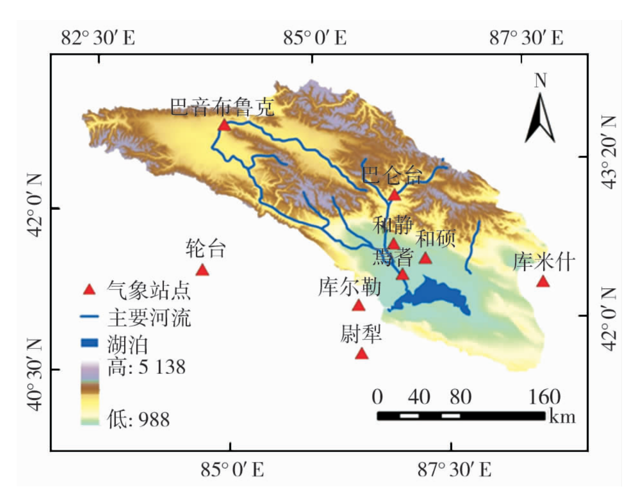


图 1 博斯腾湖流域及站点分布示意图

Fig. 1 Bosten Lake Basin and the spatial distribution of meteorological stations

表 1 焉耆盆地部分气象站点数据

Tab. 1 Data of partial meteorological stations on Bosten Lake Basin

站点	巴音布鲁克			库尔勒			库米什			焉耆		
年	最高温	最低温	风速	最高温	最低温	风速	最高温	最低温	风速	最高温	最低温	风速
2000	1.78	-11.30	1.69	18.23	6.16	2.08	17.68	1.48	1.74	16.04	2.35	0.86
2001	4.24	-9.75	1.92	18.97	6.36	1.93	18.62	1.89	1.77	17.16	2.77	1.00
2002	4.23	-9.47	2.02	19.09	6.81	1.92	18.82	2.65	1.68	17.21	2.83	1.37
2003	5.23	-9.43	2.68	17.71	6.10	1.94	17.29	1.83	1.55	15.39	2.01	1.32
2004	4.17	-10.43	2.57	18.92	6.88	1.53	18.18	1.70	1.74	16.57	2.33	1.34
2005	2.94	-10.20	2.03	18.61	6.75	1.47	18.06	1.73	1.76	16.68	2.67	1.28
2006	4.34	-9.68	2.02	18.61	7.18	1.46	18.74	2.59	1.86	16.93	3.20	1.46
2007	6.23	-8.75	2.33	19.40	7.43	1.48	19.10	2.40	1.90	17.47	3.04	1.37
2008	5.84	-8.74	2.20	18.60	6.71	1.45	18.66	2.36	1.80	17.10	2.74	1.34
2009	4.82	-9.53	2.25	19.01	7.38	1.52	18.55	1.98	1.82	17.52	2.57	1.41
2010	2.58	-10.46	2.15	18.17	7.08	1.46	17.94	2.05	1.91	16.78	3.14	1.48
2011	2.71	-11.12	2.02	18.36	7.20	1.46	17.69	1.62	1.78	16.94	2.51	1.38
2012	4.78	-9.96	2.25	17.66	6.69	1.44	17.29	1.00	1.73	16.44	1.77	1.33
2013	3.81	-10.50	1.98	18.87	8.23	1.57	18.39	1.88	1.70	16.72	2.69	1.37
2014	3.32	-11.32	2.21	18.03	7.58	1.64	17.92	1.76	1.75	16.03	1.50	1.24

1.2　数据来源

本文选取博斯腾湖流域及其周边 9 个气象站点(巴音布鲁克、巴伦台、焉耆、和硕、和静、库尔勒、尉犁、轮台、库米什)1970—2014 年 2 m 高度的逐日气温(℃)(平均气温、最低气温、最高气温)、平均相对湿度(%)、日照时数(h)、10 m 处的风速($m \cdot s^{-1}$)等气象观测数据,数据来源于中国气象科学数据共享网,数据经过严格的质量控制和筛选。表 1 为 15 a 部分气象站点的气象数据。分别计算各气象站点的逐日潜在蒸发量,然后进行月、季、年潜在蒸发量的统计。

本文选择博斯腾湖流域及其周边的九个气象站点 1970—2014 年 45 a 的气象数据进行分析,站点信息如表 2 所示其中巴音布鲁克和巴伦台站点海拔较高($H>1\ 500$ m),故其代表区域为山区,其他七个站点代表平原区。

表 2　博斯腾湖流域及周边气象站点地理位置

Tab. 2　Spatial distribution of meteorological stations on Bosten Lake Basin

气象站点	纬度 / °N	经度 / °E	海拔高度 / m
巴仑台	42.73	86.30	1 739
巴音布鲁克	43.03	84.15	2 458
和静	42.32	86.40	1 100.9
焉耆	42.08	86.57	1 055.3
和硕	42.25	86.80	1 085.4
轮台	41.78	84.25	976.1
尉犁	41.35	86.27	884.9
库尔勒	41.75	86.13	931.5
库米什	42.23	88.22	922.4

1.3　研究方法

1.3.1　Penman-Monteith 模型估算潜在蒸散量

本文采用联合国粮农组织(FAO)推荐的 Penman-Monteith 模型计算博斯腾湖流域潜在蒸散量,该模型以水汽扩散理论和能量平衡为基础,相对全面的考虑了影响 ET_0 的各因素,是目前世界上公认的在干旱区或者湿润区精度均较高,相对误差较小的方法,计算日前在蒸散量的公式如下:

$$ET_0=\frac{0.408\Delta(R_n-G)+\gamma\frac{900}{T+273}u_2(e_s-e_a)}{\Delta+(1+0.34\ u_2)} \quad (1)$$

式中:ET_0 为潜在蒸散量($mm \cdot d^{-1}$);G 为土壤热通量密度($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$);$\gamma$ 为干湿常数($kPa \cdot ℃^{-1}$);T 为平均气温(℃);R_n 为净辐射($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$);$e_s$ 为饱和水汽压(kPa);e_a 为实际水汽压(kPa)。气象站数据仅包括温度、相对湿度、风速、日照时数、大气压,而 Penman-Monteith 模型中部分参数气象站无法获取,主要是通过以下公式,利用已知数据计算求得。净辐射 R_n 是收入的短波辐射 R_{ns} 和支出的净长波辐射 R_{nl} 之差,即

$$R_n=R_{ns}-R_{nl} \quad (2)$$

$$R_{ns}=(1-a)R_s \quad (3)$$

$$R_{nl}=\sigma\left[\frac{T^4_{max,K}+T^4_{min,K}}{2}\right](0.34-0.14\sqrt{e_a})\left(1.35\frac{R_S}{R_{S0}}-0.35\right) \quad (4)$$

式中:a 为反照率,取值为 0.23;R_s 为接收的太阳辐射($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$);$\sigma$ 为斯蒂芬—波尔兹曼常数,取值为 4.903×10^{-9}($MJ \cdot K^{-4} \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$);$R_{S0}$ 为晴空辐射;$T_{max,K}$ 为一天中最高温度;$T_{min,K}$ 为一天最低温度;Δ 为饱和水汽压曲线斜率($kPa \cdot ℃^{-1}$),其计算公式为:

$$R_S=(a_s+b_s\frac{n}{N})R_a \quad (5)$$

$$R_{S0}=(a_s+b_s)R_a \quad (6)$$

$$N=\frac{24}{\pi}\omega_s \quad (7)$$

式中:n 为实际日照时数(h);N 为最大可能日照时数(h);n/N 为相对日照;a_s 取值为 0.25;b_s 取值为 0.5;R_a 为地球外辐射($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$),其计算公式为:

$$R_a=\frac{24(60)}{\pi}G_{sc}d_r[\omega_s\sin(\varphi)\sin(\delta)+\cos(\varphi)\cos(\delta)\sin(\omega_s)] \quad (8)$$

$$d_r=1+0.033\cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right) \quad (9)$$

$$\delta=0.408\sin\left(\frac{2\pi}{365}J-1.39\right) \quad (10)$$

$$\omega_s=\arccos[-\tan(\varphi)\tan(\delta)] \quad (11)$$

式中:G_{sc} 为太阳常数取值为 0.082;d_r 为反转日地平均距离;ω_s 为日出时角(rad);φ 为纬度(rad);δ 为太阳磁偏角(rad);φ 其中 J 为日序。

$$e_a = \frac{e^0(T_{max}) + e^0(T_{min})}{2} \tag{12}$$

$$e^0(T) = 0.6108 \times \exp\left[\frac{17.277T}{T+237.3}\right] \tag{13}$$

$$e_a = \frac{1}{2}e_s(T_{min})\frac{RH_{max}}{100} + \frac{1}{2}e_s(T_{max})\frac{RH_{max}}{100} \tag{14}$$

$$\Delta = \frac{4098 \times \left[0.6108 \times \exp\left(\frac{17.27T}{T+237.3}\right)\right]}{(T+237.3)^2} \tag{15}$$

式中：e_s 为饱和水汽压（kPa）；由公式求得，e_a 为实际水汽压（kPa），e^0 为瞬时饱和水汽压，计算潜在蒸散时，2 m 高的风速可由观测到的风速计算得到：

$$u_2 = u_z \frac{4.87}{\ln(67.8z - 5.42)} \tag{16}$$

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon\lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P \tag{17}$$

式中：u_2 为 2 m 处的风速；u_z 为 z 米处的风速，一般 $z=10$；ε 取值为 0.662；c_p 取值为 1.013×10^{-5}（$MJ \cdot kg^{-1} \cdot ℃^{-1}$）；$P$ 为大气压（kPa）。

1.3.2 气象因子的敏感性分析 潜在蒸散发的气候敏感系数是衡量气候要素变化（如相对湿度、风速等）对潜在蒸散发影响的重要指标。本文将采用 BEVEN 提出的基于偏导数原理的敏感性计算方法[19]，用潜在蒸散发变化率与气候因子变化率表示，即：

$$S_{xi} = \lim \Delta x/x_i \left(\frac{\Delta ET_0/ET_0}{\Delta x_i/x_i}\right) \tag{18}$$

式中：ΔET_0 为 Δx_i 所导致的 ET_0 的变化；Δx_i 为第 i 个气象因子 x_i 的变化，此公式的优点在于通过计算变化率将各气象因子无量纲化，便于不同气候因子之间进行比较[20]。式中为蒸散发关于气象因子的敏感系数，无量纲。表示所引起的变化，表示第 i 个气象因子的变化，正负表示气象因子的增加所引起的增加或减少。敏感系数的绝对值则表示气象变量对潜在蒸散发的敏感程度。该方法近年来在蒸散发的相关研究中得到了广泛应用[21]。

1.3.3 气象因子的贡献率分析 贡献率采用多元回归的方法分析净辐射、最高温度、最低温度、水汽压、风速、相对湿度六大气象要素对 ET_0 变化的影响，并判断各气象要素对 ET_0 变化的相对贡献率大小。自变量（上述气象要素）在多元回归模型的显著性水平设定为 0.05，在判断各气候要素对 ET_0 变化的贡献率大小时，需对数据进行标准化，使其在 0～1 之间。对标准化后的数据进行回归分析，按照下式进行计算[22]：

$$Y_s = aX_{1s} + bX_{2s} + cX_{3s} \cdots\cdots \tag{19}$$

$$\eta_1 = \frac{|a|}{|a| + |b| + |c| \cdots\cdots} \tag{20}$$

$$\eta_2 = \frac{a\Delta X_{1s}}{\Delta Y_s} \tag{21}$$

式中：Y_s 是因变量标准化后的数值；X_{1s}、X_{2s}、X_{3s}是自变量标准化后的数值；a、b、c 为标准化后的回归系数；η_1 为 X_i 对 Y 变化的相对贡献率；η_2 为 X_i 对 Y 变化的实际贡献率；ΔX_{1s}是 X_{1s}的变化量；ΔY_s 是 Y_s 的变化量。

1.3.4 变化趋势分析 采用 Mann-Kendall 非参数趋势检验法进行博斯腾湖流域潜在蒸散发的变化趋势的显著性检验和判别（双尾）。其优点是对时间序列不需要样本遵循特定的分布，同时可以排除异常值的干扰，是气象研究中比较常用的诊断方法，具体原理参见文献[23-24]。

2 结果与分析

2.1 不同地貌类型 ET_0 的时空分布

2.1.1 年尺度不同地貌类型的 ET_0 变化 图 2 为博斯腾湖流域山区和平原区 1970—2014 年的 ET_0 年际变化。通过 M-K 趋势检验可知，

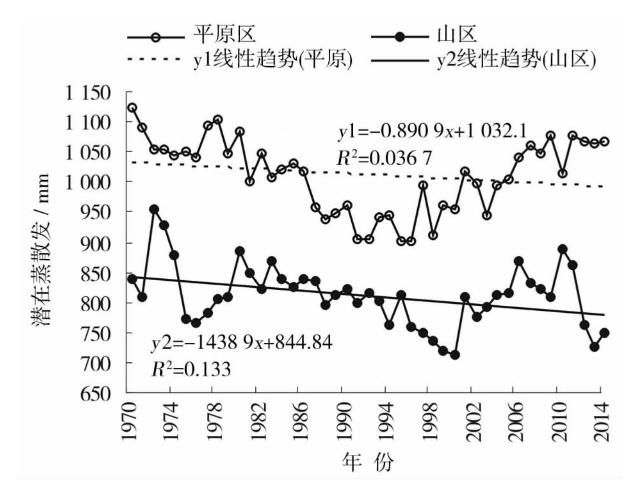


图 2 1970—2014 年博斯腾湖流域潜在蒸散发的年际变化

Fig. 2 Annual variation of potential evapotranspiration from 1970 to 2014 in Bosten Lake Basin

近 45 a 来该区域的 ET_0 发生显著变化,且均通过 99% 置信水平检验。山区 ET_0 多年平均值为 811.75 mm,年际极差为 249.89 mm,由于年际差异显著故分时段讨论,在 1970—2000 年整体以 -38.5 mm·(10 a)$^{-1}$ 的速率呈显著减小的趋势($P<0.01$);而自 2000 年开始,ET_0 呈现略微上升的趋势(气候倾向率为 13.2 mm·(10 a)$^{-1}$);对于平原地区 ET_0 多年平均值为 1 011.56 mm,年际极差为 223.03 mm,在 1970—1993 年间以 -77 mm·(10 a)$^{-1}$的速率呈现显著减小的趋势($P<0.01$),然而,自 1993 年之后以 83.8 mm·(10 a)$^{-1}$呈显著上升趋势($P<0.01$);这一结论与西北干旱区蒸发水平保持一致,皆以 1993 年为转折点,由下降趋势转为明显上升的趋势[13]。平原区潜在蒸散发的年际变化大致呈现"U 型",在 1991 年和 1995 年出现明显的波谷且达到最低,山区在 1976 年、2001 年和 2013 年出现明显的波谷,整体变化趋势呈现山地地区潜在蒸散发普遍低于平原地区。

2.1.2　季尺度不同地貌类型的 ET_0 时间变化　博斯腾湖流域不同季节的 ET_0 变化趋势差异显著,故对近 45 a 来流域山区及其平原区潜在蒸散发的季节变化进行分析(图 3)可知,夏季(6~8 月)为博斯腾湖流域 ET_0 最高的季节,是潜在蒸散发年变化的主要贡献者,其次是春季(3~5 月)和秋季(9~11 月),冬季(12~2 月)最小,变化最弱。夏季山区和平原 ET_0 分别为 349.24 mm、397.14 mm。研究期内山区除冬季呈现上升趋势外,其它季节 ET_0 均呈现缓慢下降的趋势;平原区四季均呈现"U 型"趋势,先下降后上升。同时,观察发现季尺度下平原区 ET_0 自 1993 年以后呈现上升趋势,山区自 2000 年以后呈现缓慢上升的趋势,其分析结果与年际变化保持一致。从变化趋势看春季和夏季平原区潜在蒸散大于山区,秋季和冬季平原区略小于山区。

2.1.3　月尺度不同地貌类型 ET_0 的时间变化　博斯腾湖流域近 45 a 来,多年平均各月 ET_0 变化趋势如表 3 所示,由图可知,山地和平原地区 ET_0 均在 6 月达到最高,1 月份最低,随全年时间变化呈抛物线状。10~12 月 ET_0 平原区较山地区低,而 3~9 月 ET_0 平原区较山区高,山区和平原区各月的主要时空变化趋势基本一致。从整体的变化趋势看平原区的潜在蒸散发大于山区,与其年际变化保持一致。

从变化趋势分析,平原区除 1、2、11 月和 12 月呈上升趋势外,其他月份均呈下降趋势,且 5、7、8 月均呈现显著下降趋势($P<0.05$),4 月呈现极显著下降趋势($P<0.01$);而山区 4~9 月呈现下降趋势,其他月份呈现上升趋势,且 5、6 月极显著下降($P<0.01$),7、8 月显著下降($P<0.05$),2、11 月呈现极显著上升趋势($P<0.01$)。同时通过标准差表明 5~8 月潜在蒸散发的离散程度较大,变化也较强烈。

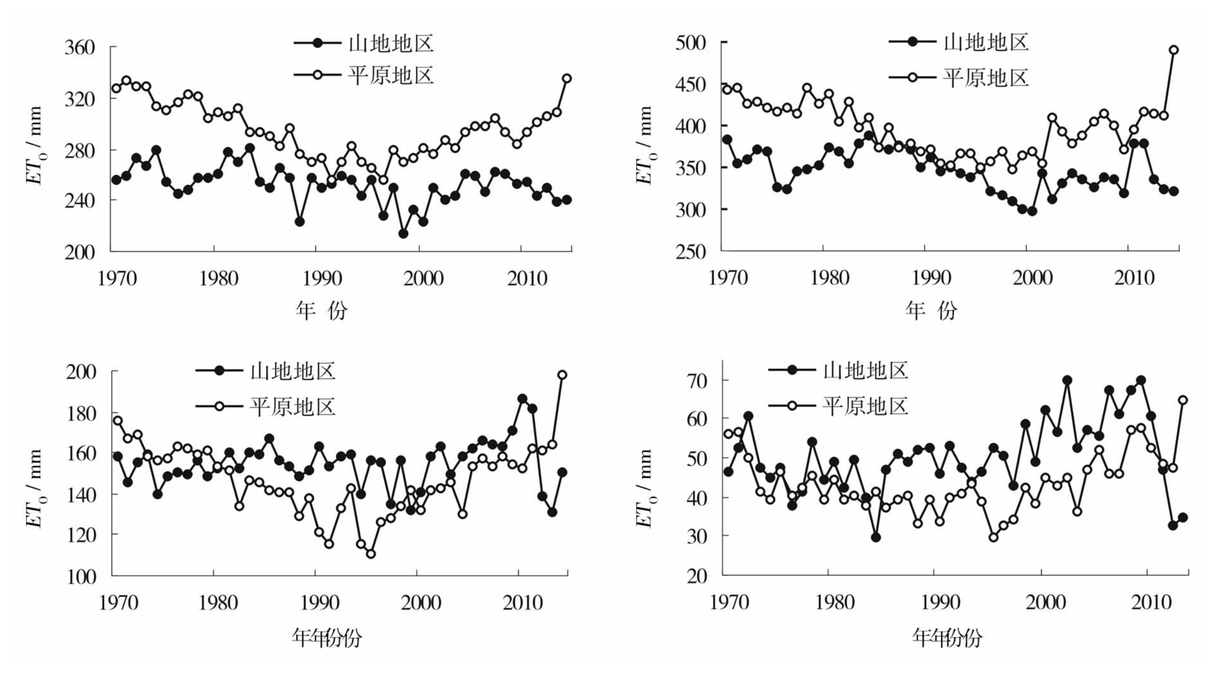


图 3　季尺度潜在蒸散发的时空变化

Fig. 3　Change of temporal and spatial evolution of seasonal variation of potential evapotranspiration

表 3　1970—2014 年博斯腾湖流域不同地貌类型各月平均 ET_0 及气候倾向率

Tab. 3　Monthly average ET_0 and its climatic trend rate of different land from 1970—2014 in Bosten Lake Basin

月	山地			平原		
	ET_0/ mm	气候倾向率 / mm·(10 a)$^{-1}$	标准偏差 / mm	ET_0/ mm	气候倾向率 / mm·(10 a)$^{-1}$	标准偏差 / mm
1	13.64	0.6	3.63	12.78	0.25	2.57
2	22.47	1.12**	3.69	18.15	0.02	3.2
3	49.73	0.34	5.98	61.09	-0.33	5.09
4	90.36	-1.57*	5.91	100.68	-2.2**	7.69
5	114.68	-3.25**	8.19	133.1	-3.52*	11.28
6	118.4	-2.67**	8.08	141.43	-2.03	10.5
7	121.3	-2.53*	9.79	135.68	-2.56*	11.28
8	109.53	-2.86*	10.16	120.03	-1.99*	12.12
9	78.09	-0.77	6.1	80.91	-1.41	8.43
10	50.84	0.87	6.55	46.05	-0.1	8.51
11	27.46	1.26**	4.72	21.04	0.56	4.09
12	15.36	0.68	3.51	12.74	1.05*	3.34

2.2　潜在蒸散气候敏感性年内变化

潜在蒸散发气候敏感系数是指潜在蒸散发变化率与气象因子变化率之比。敏感系数如果为正表明 ET_0 随着气象因子的增加而增加，若敏感系数为负表明 ET_0 随着气象因子的增加而减小，其绝对值越大表明对 ET_0 的影响越大。从图 4 可见，潜在蒸散发对净辐射(R_n)、风速(u_2)的敏感系数均为正值，表明潜在蒸散发随着 R_n、u_2 的增加而增加，而相对湿度(HR_{mean})、水汽压(vp)的敏感系数均为负值，表明潜在蒸散发随着 vp、HR_{mean} 的增大而减少。对最高温(T_{max})、最低温(T_{min})的敏感系数表现为在生长季为正值，非生长季为负值。就博斯腾湖流域而言，年内各气象因子的敏感系数呈现出较大的波动，最高温的敏感系数在 -0.49~0.59 之间，且夏季敏感系数处于最高水平，冬季敏感系数处于最低水平。潜在蒸散发对最高温和最低温的敏感系数在年内呈现相同的变化趋势均为抛物线状(图 4a)。分析发现潜在蒸散发对最高温、最低温的敏感系数年内变化趋势与焉耆盆地最高温、最低温的年内变化趋势一致；由图 5b 发现潜在蒸散发对风速和净辐射的敏感系数呈现相反的趋势，对风速的敏感系数介于0.25~0.42 之间，对净辐射的敏感系数介于 0.42~0.61之间。潜在蒸散对水汽压、相对湿度的敏感系数分别介于 -0.04~-0.01 和 -0.03~-0.01 之间，其年内变化趋势基本一致。同时，观察发现流域 ET_0 对最低温度、风速、水汽压、相对湿度最为敏感的月份均是 1 月，而对最高温度和净辐射最为敏感的月份均是 6 月。

敏感系数的绝对值大小决定着潜在蒸散发对各气象要素的敏感程度。在年尺度上(表 4)，潜在蒸散发对净辐射的敏感系数最大，其次是风速和最高温度，ET_0 对水汽压和相对湿度的敏感系数最小。即潜在蒸散的气候敏感程度表现为净辐射 > 风速 > 最高温度 > 最低温度 > 水汽压 > 相对湿度。从不同季节尺度看，春季 ET_0 对各气象因子的敏感程度依次为净辐射 > 最高温度 > 风速 > 最低温度 > 水汽压 > 相对湿度；夏季依次为净辐射 > 最高温度 > 最低温度 > 风速 > 水汽压 > 相对湿度，秋季依次为净辐射 > 最高温度 > 风速 > 水汽压 > 相对湿度 > 最低温度；冬季依次为最低温度 > 净辐射 > 风速 > 最高温度 > 水汽压 > 相对湿度。总得来说，春、夏和秋季潜在蒸散的气候敏感性与年尺度较相似，而冬季潜在蒸散发最敏感的为最低温度和净辐射。

2.3　主要气象因子的贡献率分析

ET_0 的变化与气象要素息息相关，为探究气象要素对 ET_0 的相对贡献，本文以 ET_0 作为因变量，将 6 个主要气象要素包括最高温度(T_{max})、最低温度(T_{min})、风速(u_2)、相对湿度(RH_{mean})、净辐射(R_n)、水汽压(vp)作为自变量，运用 SPSS 进行多元线性回归分析。同时，为消除各气象要素单位量纲的差异，对上述气象要素(T_{max}、T_{min}、u_2、RH_{mean}、R_n、vp)分别进行标准化处理。回归模拟效果较好，回归系数如表 5 所示。

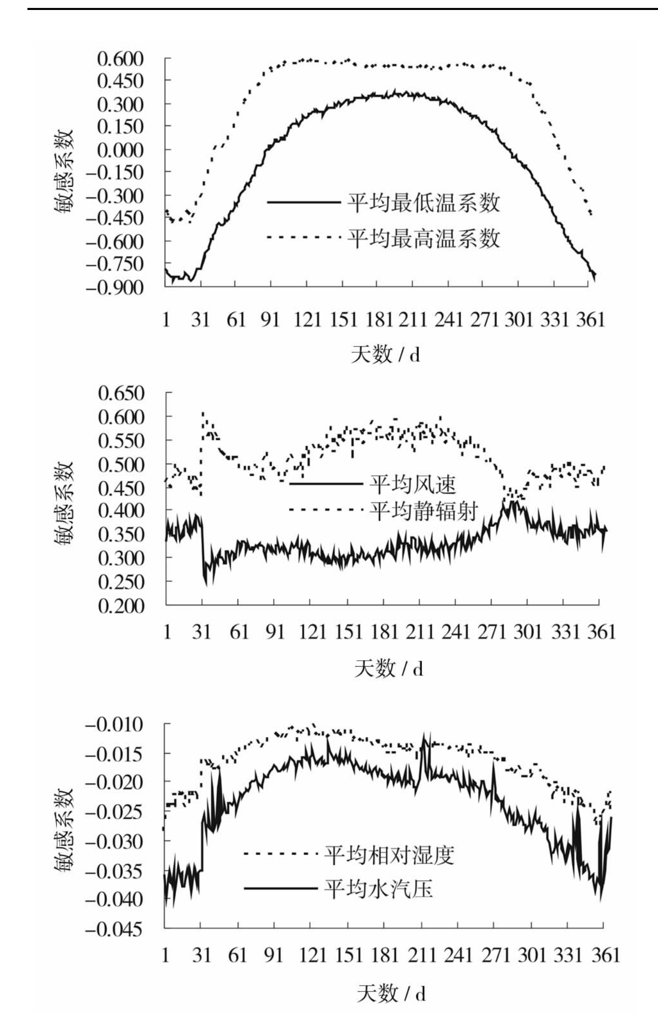


图 4　博斯腾湖流域潜在蒸散发对主要气象因子敏感系数的年内变化

Fig. 4　Variation of mean daily sensitivity coefficients of potential evapotranspiration to climatic influencing factors in the Bosten Lake Basin

根据公式(7 ~9)计算得到博斯腾湖流域近 45 a 的主要气象要素对 ET_0 变化的贡献率,根据山区和平原区 ET_0 的趋势变化转折点,将时间分为两个时段,分析不同地貌类型下各气象要素对 ET_0 变化的相对贡献率(图 5),整体上来说:风速对博斯腾湖流域 ET_0 变化的相对贡献率最大,除巴音布鲁克和焉耆站点外,其他站点风速的贡献率均超过 50%,分时段可发现在第一时段风速对 ET_0 变化的贡献率山区为 55%,平原区达到 66%,第二时段山区为 32%,平原区为 45%,虽然贡献率有所下降,但风速仍为主要影响因子。对 ET_0 变化的相对贡献率较大的气候要素除风速外,在山区其次是净辐射和水汽压较大,这与山区海拔较高相关,而平原区则是相对湿度和最低温度对 ET_0 变化的贡献率较大;第二时段贡献率较大的在山区表现为相对湿度和最低温度,平原区为最高温度和相对湿度。由图可知,平原区水汽压和净辐射对 ET_0 的影响较小,而山区在不同时段呈现不同的规律,在第二时段除相对湿度和最低温度外,其他气候要素对 ET_0 变化的贡献率均有所减小。水汽压对 ET_0 变化的相对贡献率比较小,区域差异较大。由图可知,对博斯腾湖流域平原区和山区年 ET_0 产生贡献的主要气象要素是风速,净辐射虽然是主要敏感因子,但是其多年相对变化率较小,即年际变化幅度较小,故其贡献率不大。

表 4　博斯腾湖流域 ET_0 对主要气象因子季节和年均敏感系数

Tab. 4　Variation of seasonal and mean daily sensitivity coefficients of potential evapotranspiration to climatic influencing factors in the Bosten Lake Basin

	最低温	最高温	风速	相对湿度	净辐射	水汽压
春季	0.07	0.5	0.31	−0.01	0.51	−0.02
夏季	0.34	0.54	0.32	−0.01	0.56	−0.02
秋季	−0.01	0.43	0.37	−0.02	0.48	−0.03
冬季	−0.68	−0.24	0.34	−0.02	0.49	−0.03
年均	−0.07	0.31	0.33	−0.02	0.51	−0.02

表 5　潜在蒸散发与气象要素(R_n、vp、T_{max}、T_{min}、RH_{mean}和 U_2)回归系数表

Tab. 5　Standardized stepwise regression coefficient for climate factors (R_n, vp, T_{max}, T_{min}, RH_{mean} and U_2)

气象要素	回归系数			
	山区(1970—2000 年)	山区(2001—2014 年)	平原(1970—1993 年)	平原(1994—2014 年)
R_n	0.463	−0.028	0.434	0.22
vp	0.128	−0.254	−1.244	−1.362
T_{max}	−0.343	−0.355	0.284	−0.208
RH_{mean}	−0.548	0.065	−0.894	−0.028
U_2	0.759	1.023	1.089	1.222
T_{min}	0.663	1.303	−0.281	0.48

注:(a)第一时段:山区为 1970—2000 年,平原区为 1970—1993 年;(b)第二时段:山区为 2001—2014 年,平原区为 1994—2014 年

图 5 各气候要素对博斯腾湖流域 1970—2014 年 ET_0 变化的贡献率

Fig. 5 Contribution rates of climate factors to change of in the Bosten Lake Basin from 1970 to 2014

3 结 论

为研究气候变化对博斯腾湖流域水循环的影响,本文利用 1970—2014 年流域 9 个气象站点的气象资料,采用 Penman-Monteith 公式计算 ET_0,并分析了其时空变化特征及气象要素的不同影响。由于海拔和地势等因素的制约,干旱区山区气象站点分布较少观测资料相对稀疏,导致对深入认识这一区域的潜在蒸散发问题带来了极大的制约。而巴音布鲁克和巴伦台两个站点的海拔较高,基本能够较好的反映山区气象条件,且在很多研究中用以表示塔里木河流域山区气候状况[25-26],其结论如下:

(1) 由于地为复杂,气候要素的空间差异明显,博斯腾湖流域山区和平原区 ET_0 差别较大,山区多年平均 ET_0 为 811.75 mm,平原区 ET_0 为 1 011.56 mm,而流域潜在蒸散发量远大于实际蒸散发量,这与干旱区和半干旱区潜在蒸散主要受能量控制(如风速、净辐射等),而实际蒸散发却由水分决定密切相关。时空变化上呈现山区 ET_0 在 1970—2000 年整体以 -38.5 mm·(10 a)$^{-1}$的速率呈波型显著减小的趋势($P<0.01$),然而自 2000 年开始,ET_0 呈现略微上升的趋势;平原区 ET_0 在 1970—1993 年间以 -77 mm·(10 a)$^{-1}$的速率呈现显著减小的趋势($P<0.01$),而自 1993 年之后逆转为以 83.8 mm·(10 a)$^{-1}$的速率呈显著上升趋势($P<0.01$);博斯腾湖流域 ET_0 的变化存在较为明显的季节差异,表现为夏季 ET_0 最高,是年际变化的主要贡献者,春季变化略大于秋季,冬季 ET_0 变化最小;同时,流域 ET_0 在月尺度上表现出 6 月 ET_0 最高,1 月最低,各时间尺度 ET_0 变化空间分布基本一致。

(2) 博斯腾湖流域 ET_0 对净辐射最为敏感,其次是风速和最高温度,对相对湿度和水汽压的敏感性较弱。时间上 ET_0 对最低温度、风速、水汽压、相对湿度最为敏感的月份是 1 月,而对最高温度和净辐射最为敏感的月份是 6 月;空间上在 1970—2014 年之间山区潜在蒸散发对风速、净辐射、最高温度的敏感性均呈下降趋势,而平原区最高温度敏感性表现为上升趋势,净辐射和风速敏感性呈下降趋势。

(3) 对于海拔较高的山区,水汽压和风速的变化对博斯腾湖流域 ET_0 变化的贡献率相对较大,分别为 18% 和 44%;而平原区风速变化对流域 ET_0 变化影响最大,风速变化对 ET_0 变化的相对贡献率均超过 50%,是 ET_0 变化的主导因素;净辐射和风速是流域的主要敏感因子,但是净辐射的多年相对变化率较小,即年际变化幅度较小,故其贡献率不大;此外,平原区最高温度对 ET_0 的贡献率也相对较大。

参考文献(References)

[1] 丛振涛,倪广恒,杨大文,等."蒸发悖论"在中国的规律分析[J].水科学进展,2008,19(2):147-152.[CONG Zhentao,NI Guangheng,YANG Dawen,et al. Evaporation paradox in China [J]. Advances in Water Science,2008,19(2):147-152.]

[2] QIU X F,LIU C M,ZENG Y. Change of pan evaporation in the recent 40 years over the Yellow River Basin[J]. Journal of Natural Resources,2003,18(4):437-447.

[3] 周金龙,姚斐.天山北坡平原区水面蒸发的实验研究[J].干旱区研究,1999,16(1):40-43.[ZHOU Jinlong,YAO Fei. An experimental study on the water surface evaporation in the plain area of the northern slope of Tianshan Mountains[J]. Arid Zone Research,1999,16(1):40-43.]

[4] GAO G,CHEN D L,REN G Y,et al. Trend of potential evapotranspiration over China during 1956 to 2000[J]. Geographical

Research,2006,25(3):378 -387.

[5] PETERSON T C,GOLUBEV V S,GROISMAN P Y. Evaporation losing its strength[J]. Nature,1995,377(6551):687 -688.

[6] ALLEN R G,PEREIRA L S,DIRK R,et al. Crop evaportranspiration-guidelines for computing crop water requirements-FAO irrigation and drainage paper 56 [R]. Fao, Rome, 1998, 300 (9): Dos109.

[7] 刘园,于颖. 华北平原参考作物蒸散量变化特征及气候影响因素[J]. 生态学报,2010,30(4):923 - 932. [LIU Yuan, YU Ying. Trends in reference crop evapotranspiration and possible climatic factors in the North China Plain[J]. Acta Ecologica Sinica, 2010,30(4):923 -932.]

[8] 孙小舟,封志明,杨艳昭. 西辽河流域1952年—2007年参考作物蒸散量的变化趋势[J]. 资源科学,2009,31(3):479 -484. [SUN Xiaozhou,FENG Zhiming,YANG Yanzhao. Change tendency of reference crop evapotranspiration in Xiliaohe Basin[J]. Resources Science,2009,31(3):479 -484.]

[9] GONG L B,XU C Y, CHEN D L,et al. Sensitivity of the Penman-Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) Basin[J]. Journal of Hydrology, 2006,329(3 -4):620 -629.

[10] LI Zhi,CHEN Yaning,YANG Jing,et al. Potential evapotranspiration and its attribution over the past 50 years in the arid region of northwest China[J]. Hydrological Processes,2014,28(3):1025 - 1031.

[11] 陈亚宁,杜强,陈跃滨. 博斯腾湖流域水资源可持续利用研究[M]. 北京:科学出版社,2013. [CHEN Yaning, DU Qiang, CHEN Yuebing. Sustainable water use in the Bosten Lake Basin [M]. Beijing:Science Press,2013.]

[12] 王水献,吴彬,杨鹏年,等. 焉耆盆地绿洲灌区生态安全下的地下水埋深合理界定[J]. 资源科学,2011,33(3):422 -430. [WANG Shuixian,WU Bin,YANG Pengnian,et al. Determination of the ecological groundwater depth considering ecological integrity over oasis irrigation areas in the Yanqi Basin[J]. Resources Science,2011,33(3):422 -430.]

[13] 陈亚宁,李稚,范煜婷,等. 西北干旱区气候变化对水文水资源影响研究进展[J]. 地理学报,2014,69(9):1295 - 1304. [CHEN Yaning,LI Zhi,FAN Yuting,et al. Research progress on the impact of climate change on water resources in the arid region of Northwest China[J]. Acta Geographica Sinica,2014,69(9): 1295 -1304.]

[14] 刘昌明,张丹. 中国地表潜在蒸散发敏感性的时空变化特征分析[J]. 地理学报,2011,66(5):579 - 588. [LIU Changming, ZHANG Dan. Temporal and spatial change analysis of the sensitivity of potential evapotranspiration to meteorological influencing factors in China[J]. Acta Geographica Sinica,2011,66(5):579 - 588.]

[15] 郭慕萍,王志伟,秦爱民,等. 54年来中国西北地区降水量的变化[J]. 干旱区研究,2009,26(1):120 - 125. [GUO Muping, WANG Zhiwei, QIN Aimin, et al. Changes in precipitation in Northwest China over the last 54 Years[J]. Arid Zone Research, 2009,26(1):120 -125.]

[16] 徐永明,赵巧华,巴雅尔,等. 基于MODIS数据的博斯腾湖流域地表蒸散时空变化[J]. 地理科学,2012,32(11):1353 - 1357. [XU Yongming,ZHAO Qiaohua,BA Yaer,et al. Spatio-temporal variations of land surface evapotranspiration of Bosten Lake basin based on MODIS data [J]. Scientia Geographica Sinica, 2012,32(11):1353 -1357.]

[17] 新疆荒地资源综合考察队. 博斯腾湖的咸化原因及其控制途径[J]. 地理学报,1982,37(2):144 - 153. [Investigation Group of Desert in Xinjiang. The reasons of salinization and its control treatment [J]. Acta Geographica Sinica, 1982, 37 (2): 144 - 153.]

[18] 赵景峰. 中国新疆博斯腾湖的水盐收支及湖水循环[D]. 东京:东京海洋大学,2002. [ZHAO Jingfeng. Estimination of the water-salt budgets and simulation of the wind-induced water-currents in Lake-Bosten[D]. Tokyo:Tokyo University of Marine Science and Technology,2002.]

[19] XU C Y,SINGH V P. Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation [J]. Hydrolohical Processes,2001,15(2):305 -319.

[20] MCCUEN R H. A sensitivity and error analysis of procedures used for estimating evaporation[J]. Water Resource Bulletin,1974,10 (3):486 -498.

[21] ZHENG H,ZHANG L,ZHU R,et al. Responses of streamflow to climate and land surface change in the headwater of the Yellow River Basin [J]. Water Resources Research, 2009, 45 (7): W00A19.

[22] 梁丽乔,李丽娟,李九一,等. 松嫩平原西部生长季参考作物蒸散发的敏感性分析[J]. 农业工程学报,2008,24(5):1 -5. [LIANG Liqiao,LI Lijuan,LI Jiuyi,et al. Sensitivity of the reference crop evapotranspiration in growing season in the West Songnen Plain[J]. Transactions of the CSAE,2008,24(5):1 - 5.]

[23] 孙鹏,张强,陈晓宏等. 鄱阳湖流域水沙时空演变特征及其机理[J]. 地理学报,2010,65(7):828 -840. [SUN Peng,ZHANG Qiang,CHENG Xiaohong,et al. Spatio-temporal patterns of sediment and runoff changes in the Poyang Lake Basin and underlying causes[J]. Acta Geographica Sinica,2010,65(7):828 -840.]

[24] LI Hongjun,JIANG Zhihong,YANG Qing. Association of north Atlantic oscillations with Aksu River runoff in China[J]. Journal of Geographical Science,2009,19(1):12 -24.

[25] 杨青,雷加强,魏文寿,等. 人工绿洲对夏季气候变化趋势的影响[J]. 生态学报,2004,24(12):2728 - 2734. [YANG Qing, LEI Jiaqiang,WEI Wenshou,et al. Effects of artificial oases on climate change trend[J]. Acta Ecologica Sinica,2004,24(12):2728 -2834.]

[26] 胡和平,汤秋鸿,雷志栋,等. 干旱区平原绿洲散耗型水文模型——I模型结构[J]. 水科学进展,2004,15(2):140 - 145. [HU Heping,TANG Qiuhong,LEI Zhidong,et al. Runoff evaporation hydrological model for arid plain oasis:I The model structure [J]. Advances in Water Science,2004,15(2):140 -145.]

Spatial and temporal changes of potential evapotranspiration and its attribution in the Bosten Lake Basin

ZHONG Qiao[1,2], JIAO Li[1], LI Zhi[2], JIAO Wei[2], CHEN Ya-ning[2]

(1 *College of Geography and Tourism, Xinjiang Normal University, Urumqi* 830054, *Xinjiang, China*;

2 *State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology, Xinjiang Institute of Ecology and Geogrephy, Chinese Academy of Sciences, Urumqi* 830011, *Xinjiang, China*)

Abstract: Evapotranspiration is the most important part of the watershed hydrologic cycle. Analysis of the sensitivity of ET_0 to meteorological factors is helpful to understand the water cycle process of the basin, and also is important to the optimal allocation of water resources. Based on the meteorological data of 9 meteorological stations in the Bosten Lake Basin, Xinjiang, China from 1970 to 2014, this study calculated and analyzed the temporal and spatial evolution of potential evapotranspiration by using improved Penman-Monteith formula, and the sensitivities of Penman-Monteith potential evapotranspiration to the daily maximum temperature, minimum temperature, wind speed, net radiation, relative humidity, and vapor pressure were analyzed. In addition, this study calculated the contribution of major meteorological factors to ET_0. The results showed as follows: (1) At the interannual scale, ET_0 in the mountainous region showed a significant reduction trend during the period from 1970 to 2000 ($P<0.01$), but since 2000, ET_0 showed a slightly upward trend. ET_0 in the plain region presented a significant decreasing trend ($P<0.01$) at a rate of -77 mm·(10 a)$^{-1}$ in the time period from 1970 to 1993, however, since 1993, the tendency was reversed to an upward tendency at a rate of 83.8 mm·(10 a)$^{-1}$ ($P<0.01$). The rangeability of ET_0 in the plain oasis region was stronger than that in the mountainous areas. (2) At the seasonal scale, ET_0 was the highest in summer followed by the spring and autumn, and ET_0 in winter was the least. ET_0 reached the highest in June and lowest in Janaury at the monthly scale, and had a greater dispersion from May to August, which indicated that ET_0 changed intensively in this period. (3) Wind speed and net radiation were the most sensitive variable to ET_0 in the Bosten Lake Basin, but the relative change rate of net radiation was small. (4) The contribution of net radiation and wind speed on ET_0 changes were the largest in the mountainous region; and the wind speed was the dominant factor in the plain, which contributed more than 50% to ET_0. The analysis of the contribution of meteorological factors on potential evapotranspiration in Bosten Lake Basin can provide scientific basis for water resources allocation and downstream ecological restoration.

Key words: Bosten Lake Basin; potential evapotranspiration; sensitivity analysis; contribution rate